东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究*

李崇银[1)] 王作台[2)] 林士哲[2)] 禚汉如[2)]

1)（中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体动力学数值模拟国家重点实验室，北京 100029）
2)（台湾中央大学大气物理所，台湾中壢 32054）

摘 要 利用美国 NCEP/NCAR 再分析资料（1980～1999 年）探讨了东亚夏季风活动的两个重要事件，即南海夏季风爆发和江淮流域梅雨起始，与东亚高空西风急流位置北跳的关系。系统的分析研究表明，东亚高空西风急流在由冬向夏的转变过程中一般存在着两次向北突跳现象，并与东亚夏季风活动有密切关系。第一次东亚高空急流的北跳（由 25～28°N 跳到 30°N 以北）平均发生在 5 月 8 日左右，比南海夏季风爆发日期（平均为 5 月 15 日）早 7 天左右；高空急流位置的北跳是中高纬度大气环流系统减弱北退的表现，它为热带环流和系统的向北推进提供了条件，从而有利于南海夏季风的爆发。第二次东亚高空急流的北跳（由 32°N 左右北跳到 35°N 以北）平均发生在 6 月 7 日左右，先于江淮流域梅雨起始时间（平均在 6 月 18 日左右）10 天左右，它是梅雨起始的前期征兆。高空西风急流的两次北跳分别与亚洲大陆南部地区对流层中上层（500～200 hPa）经向温度梯度的两次逆转（反向）有关，在由冬到夏的季节转换中，由于大陆加热较快，导致对流层中上层大气在 5～25°N 间的经向温度梯度发生反向（逆转），通过地转适应使流场向气压场（温度场）调整，从而高空急流位置北跳。数据分析还发现，东亚高空急流位置的第一次北跳有时也受到南半球副热带高空急流位置北移和加强的影响。

关键词：东亚夏季风；高空西风急流；北跳

文章编号 1006-9895（2004）05-0641-18 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

亚洲夏季风是公认的世界上最显著的夏季风系统，它实际上包括南亚（印度）夏季风和东亚夏季风两个既相互联系又相对独立的季风子系统；但是，作为东亚夏季风系统的重要组成部分的南海夏季风却是最先（5 月中旬）爆发（建立），然后，夏季风才逐渐在东亚其他地区（中国长江流域和日本、中国华北和韩国），以及印度半岛爆发[1]。

夏季风的活动就是夏半年大气环流形势在特定的一些地区的表现，夏季风的爆发也就表明该地区已从冬季大气环流控制而改变为夏季大气环流控制。因此，东亚夏季风的爆发也就是大气环流由冬季形势转换为夏季形势在东亚地区的突出特征之一。关于大气环流，尤其是东亚大气环流的季节转换问题，叶笃正等[2]的研究早就指出所谓

2003-08-01 收到，2003-12-01 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 40233033 和中国科学院创新项目 ZKCX2-SW-210 共同资助

“季节突变”现象，而其最显著的特征是200 hPa附近的高空急流位置的南北跳跃。他们指出，一般在6月中旬，高空西风急流的位置会急速由30～32°N北跳到35°N以北，北半球大气环流也就由冬季型转变成为夏季型；10月中旬高空西风急流由35°N以北位置南跳到30°N附近，北半球大气环流也就由夏季型转变成冬季型。因此，东亚大气环流的演变也就与东亚季风的活动有密切关系[3]。

梅雨是东亚夏季风活动的另一重要事件，它一般开始于6月中旬，而结束于7月上中旬，是江淮流域的主要降水期。许多研究已经表明，高空西风急流（与其相伴还有西太平洋副高脊线）位置在6月中旬的向北突跳与中国江淮流域的梅雨以及夏季风在印度地区的全面爆发有显著的关系[4~6]。中国长江流域“梅雨”和日本地区“白雨(Baiu)”的开始，表征夏季环流形势已控制东亚大部分地区，它与印度地区夏季风的全面爆发一起表明南亚和东亚地区都转变成夏季环流控制[7]，上述环流形势的转变，当然也就同高空西风急流的北跳有关。

夏季风活动的年际差异必然导致梅雨雨量的年际变化，尽管台湾地区的梅雨并不同于长江流域的梅雨，而台湾地区梅雨的明显年际变化早已引起科学家的注意。有关台湾梅雨与行星尺度环流系统关系的研究表明，500 hPa西太平洋副热带高压异常早地往北发展是台湾出现干梅的重要特征[8~10]。也就是说，台湾地区梅雨异常同大气环流的异常变化有关，这必然也要联系到高空急流的变化。一些个例分析也表明，台湾地区梅雨的年际变化与高空急流位置的北跳有一定的关系[11]。同时，有研究还表明东亚高空急流位置的北跳与江淮地区的洪涝有关，当高空西风急流在6月份有明显北跳，江淮流域一般无洪涝发生；而如果急流北跳不明显，则江淮地区梅雨期易出现洪涝[12]。一些资料分析还表明，在春末夏初大气环流会有两次突变现象，一次发生在5月或4月下旬；另一次在6月份，并与江淮梅雨异常有关[12,13]，高空西风急流的北跳则是大气环流两次突变的重要标志和特征之一。近年有关南海夏季风爆发的分析研究还表明，伴随南海夏季风的爆发，东亚高空西风急流位置有明显的北跳，由原来位置（30°N以南）突跳到30°N以北[14]。同南海夏季风爆发相伴的急流北跳，实际就是上面所提到的第一次西风急流的北跳。

大气环流季节转换的根本原因在于地气系统吸收太阳辐射的变化，而对于季风的变化来讲，海—陆间的热力差异又起着重要的作用。在亚洲季风区，青藏高原的热力异常对于季风活动及其异常又是极为重要的。资料分析表明，由春到夏陆面被最快加热，尤其是青藏高原逐渐变为热源，并逐渐加强，从而造成大尺度环流的急骤改变，是亚洲夏季风建立和维持的重要原因[5]。并且，对流层中上层（500～200 hPa）经向温度梯度的反向变化被视为加热场改变的一种重要标志[15]。用卫星观测资料（TBB）也可以清楚表明季风区季节转换的特征[16]，说明从整个大气环流的演变而论，东亚高空西风急流的推进与热带对流加热也有明显关系[17]；实际上可以说，这两者是相互影响的，因为大气环流的变化（急流北跳）也为对流的发展提供了条件。

东亚高空西风急流的两次明显北跳是否分别与南海夏季风的爆发和江淮流域梅雨的起始有关？它们之间有什么关系？东亚高空急流两次北跳的可能原因是什么？我们拟用近20年的观测资料进行分析研究，希望能对上述问题给予确定性的回答。

2　资料及分析方法

本文研究所使用的资料主要是美国 NCEP/NCAR 的再分析资料（1980～1999 年）。此资料是 2.5°×2.5°网格点资料，垂直方向有 17 层，在分析中我们只用了每天的平均值。

我们用上述资料进行了一些物理量的计算，并给出一系列附图，物理量包括区域性（105～120°E）平均纬向风的高度—纬度剖面；南海区域（5～20°N，105～120°E）平均纬向风和经向风的时间变化曲线；南亚地区（5～25°N）对流层中上层（200～500 hPa）经向温度梯度的时间—经度剖面等。本文在具体讨论中为了节省篇幅，只给出了每年 4 月 1 日～7 月 29 日每三天的平均图。分析纬向风的高度—纬度剖面，可以确定东亚高空西风急流的两次明显北跳过程及日期；分析南海区域平均的纬向风和经向风的变化，可初步认定南海夏季风的爆发及其日期；分析对流层中上层经向温度梯度的时间—经度剖面，可以用经向温度梯度反向的发生说明高空急流北跳的原因。

南海夏季风的活动（包括其爆发）是不少学者正在研究的问题，南海夏季风与印度夏季风明显不同，Webster 和 Yang[18]的季风指数（850 hPa 和 200 hPa 纬向风的差）在南海地区并不适用。一种用 850 hPa 和 200 hPa 之散度差作为指数（I_d）能较好地描写南海季风的经向风和纬向风分量，又能描写那里低层辐合及高层辐散的特征，因此能较好描写南海夏季风的活动[19]，这种季风指数所给出的南海夏季风的爆发时间，也在本文的分析研究中作为参考而用到。

本文研究中所用到的江淮梅雨的开始时间，其资料来自中国气象局国家气候中心。

3　南海夏季风爆发与东亚高空急流的第一次明显北跳

在表 1 中给出了资料分析的综合结果，表明了每年同南海夏季风爆发相伴随的大气环流突变的主要特征。其中第 3 列给出的是东亚高空西风急流每年第一次明显北跳的日期；第 4 列和第 5 列分别给出了南海地区平均的 850 hPa 纬向风和经向风突然增强的日期（纬向风由东风变为西风），因为在南海地区西南风的突然建立是夏季风爆发的重要标志之一[20,21]，它们的突然增强日期也可视为南海夏季风的爆发时间；第 2 列是对流层中上层经向温度梯度在 100～110°E 地区反向的日期；第 6 列给出了由南海夏季风指数 I_d（对流层高低层散度差）所确定的南海夏季风每年的爆发日期；20 年平均，南海夏季风爆发日期是 5 月 15 日。在一些关于南海夏季风爆发的研究中，用候（5 天）为时间单位，得到南海夏季风爆发的平均日期为 5 月第 4 候。这好像比本文的爆发时间要晚，但这是用不同的时间尺度为单位来描写所造成的。例如，某年南海夏季风在 5 月 14 日爆发（按日为单位），折算成用候表示则为 5 月第 3 候；但是，在以候为单位的计算中，季风爆发的日期必为 5 月第 4 候，因为在候平均时（无论是纬向风，还是 TBB 或 OLR 资料），5 月第 3 候并没发生突变，5 月第 4 候才有突变。可见用候作时间单位来表示南海夏季风爆发的日期，必定要比用日为时间单位表示的南海夏季风爆发日期要晚约 1 个候（严格说是 0.5～1 个候）。关于这一点，读者可以阅读参考文献[22]

表 1 东亚高空西风急流第一次向北突跳和南海夏季风爆发的日期

	dT/dy (1)	$J_{200\mathrm{hPa}}$ (1)	$u_{850\mathrm{hPa}}$	$v_{850\mathrm{hPa}}$	根据 I_d 确定	本文
1980	05-08	05-13	05-15	05-16	05-15	05-15
1981	05-21	05-08	05-09	05-07	05-13	05-09
1982	05-05	05-08	05-22	05-22	05-20	05-22
1983	05-18	05-13	05-16	05-16	06-03	05-16
1984	04-27	05-01	04-27	04-25	04-29	04-28
1985	04-29	04-23	04-28	04-29	04-28	04-28
1986	05-06	05-10	05-10	05-10	05-10	05-10
1987	05-17	05-22	06-09	06-09	06-08	06-09
1988	05-02	05-02	05-19	06-03	05-21	05-21
1989	05-04	05-04	05-16	05-16	05-15	05-16
1990	05-07	05-08	05-13	05-04	05-07	05-13
1991	04-26	04-28	06-03	05-16	05-15	05-18
1992	05-12	05-12	05-13	05-13	05-13	05-13
1993	05-08	04-28	05-22	05-07	05-08	05-22
1994	04-28	04-29	04-28	04-28	04-29	04-29
1995	05-09	05-13	05-13	05-07	05-24	05-24
1996	04-29	05-01	05-01	04-28	05-01	05-01
1997	05-07	05-13	05-16	05-25	05-16	05-16
1998	05-18	05-19	05-16	05-25	05-22	05-22
1999	04-14	05-14	05-22	05-10	05-23	05-23
平均	05-07	05-08	05-13	05-12	05-15	05-15

的研究结果及其附图中的曲线变化，然后与用日为时间单位表示的结果相比较，即可明白为什么会有这种差异。

需要特别指出的是，我们这里所说的高空西风急流的第一次北跳是指急流的中心位置由 30°N 以南（一般在 25～28°N 位置）急速北跳到 30°N 以北，并且在此之后高空急流基本上不再退回到 30°N 以南。

由表 1 第 4 列和第 5 列所给出的南海地区（5～20°N，105～120°E）850 hPa 上平均风速的突变（纬向风由东风变为持续西风，经向风为南风增强），参考第 6 列给出的南海夏季风指数 I_d 所确定的爆发日期，我们可以确定本文的南海夏季风爆发日期如表 1 第 7 列所示，平均也在 5 月 15 日左右。由表 1 各列的比较可以看到，在南海夏季风爆发之前，东亚高空西风急流的位置都出现了明显的北跳现象，对于 1980～1999 年的平均情况，东亚高空西风急流位置的第一次北跳（由 25～28°N 跳到 30°N 以北）发生在 5 月 8 日左右，比南海夏季风爆发的平均时间（5 月 15 日）早 7 天左右。这种高空西风急流的北跳实际上是中高纬度系统向北收缩的一种表现，有利于热带环流和系统的向北推进，因此可将东亚高空急流的第一次北跳视为南海夏季风爆发的先期信号。

一般，东亚高空西风急流第一次北跳时间的早或晚，可以作为南海夏季风爆发早晚的一种标志，尤其是对于夏季风爆发比较晚的情况。例如，1985 年和 1994 年，急流位置第一次北跳较早，分别发生在 4 月 23 日和 4 月 29 日，当年南海夏季风爆发也比较早，分别为 4 月 28 日和 4 月 29 日。再如 1983 年、1987 年、1988 年和 1999 年，急流位置的第一次北跳较晚，分别发生在 5 月 13 日、5 月 22 日、5 月 13 日和 5 月 19 日，当年南海夏季风爆发的时间也较晚，分别为 5 月 16 日、6 月 9 日、5 月 21 日和 5 月 22 日。

为了显示在南海夏季风爆发之前东亚高空西风急流北跳的情况，分别给出对应1985 年和 1994 年两个早年及 1983 和 1997 两个晚年的纬向平均风速的高度—纬度剖面图的时间演变形势（如图 1 和图 2 所示）。非常明显，无论南海夏季风爆发得早、晚，东亚高空西风急流位置的向北突跳都是清楚的；向北突跳都发生在南海夏季风爆发之

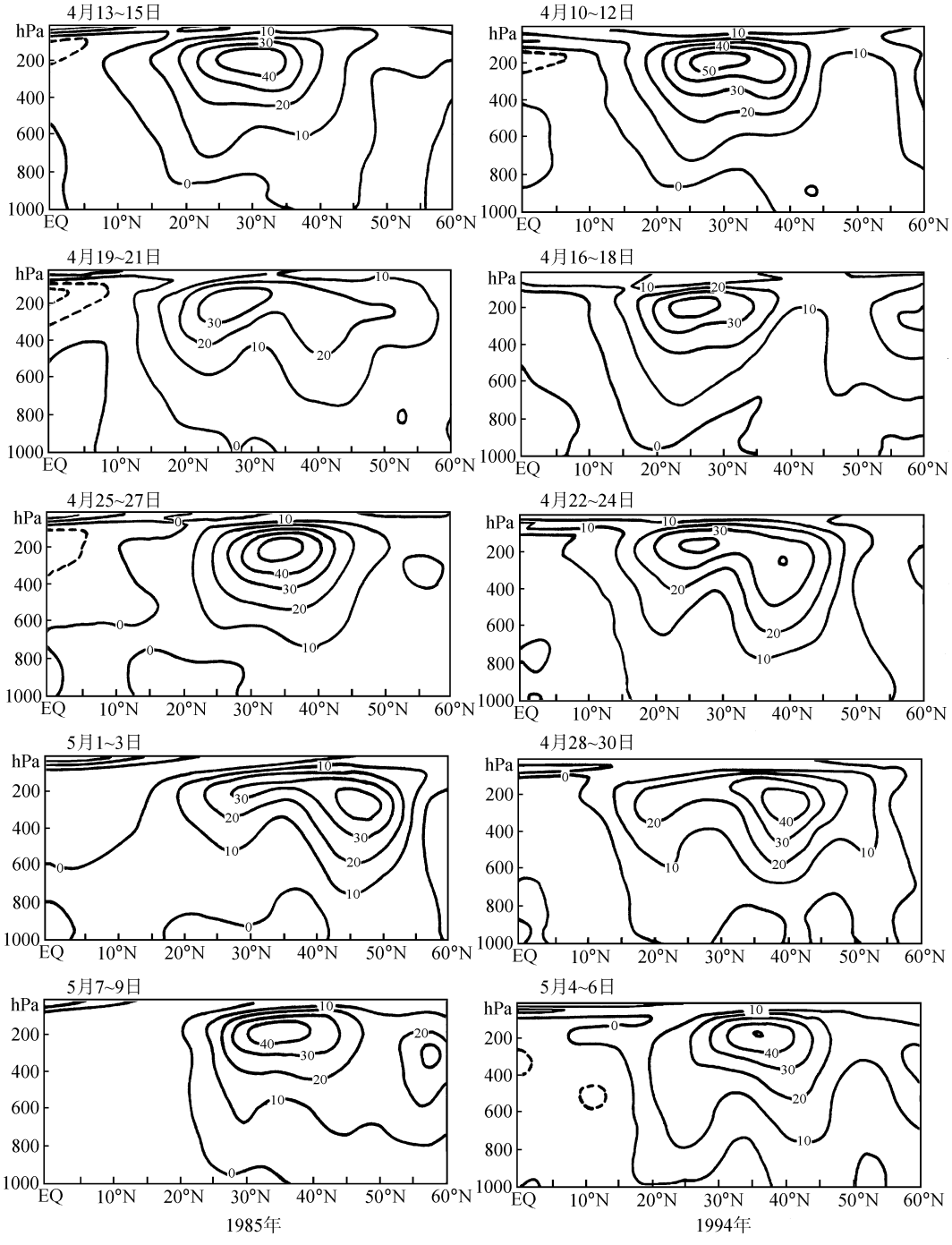

图 1　1985 年和 1994 年东亚地区（105～120°E）3 天平均的纬向风速（单位：m s^{-1}）的高度—纬度剖面图

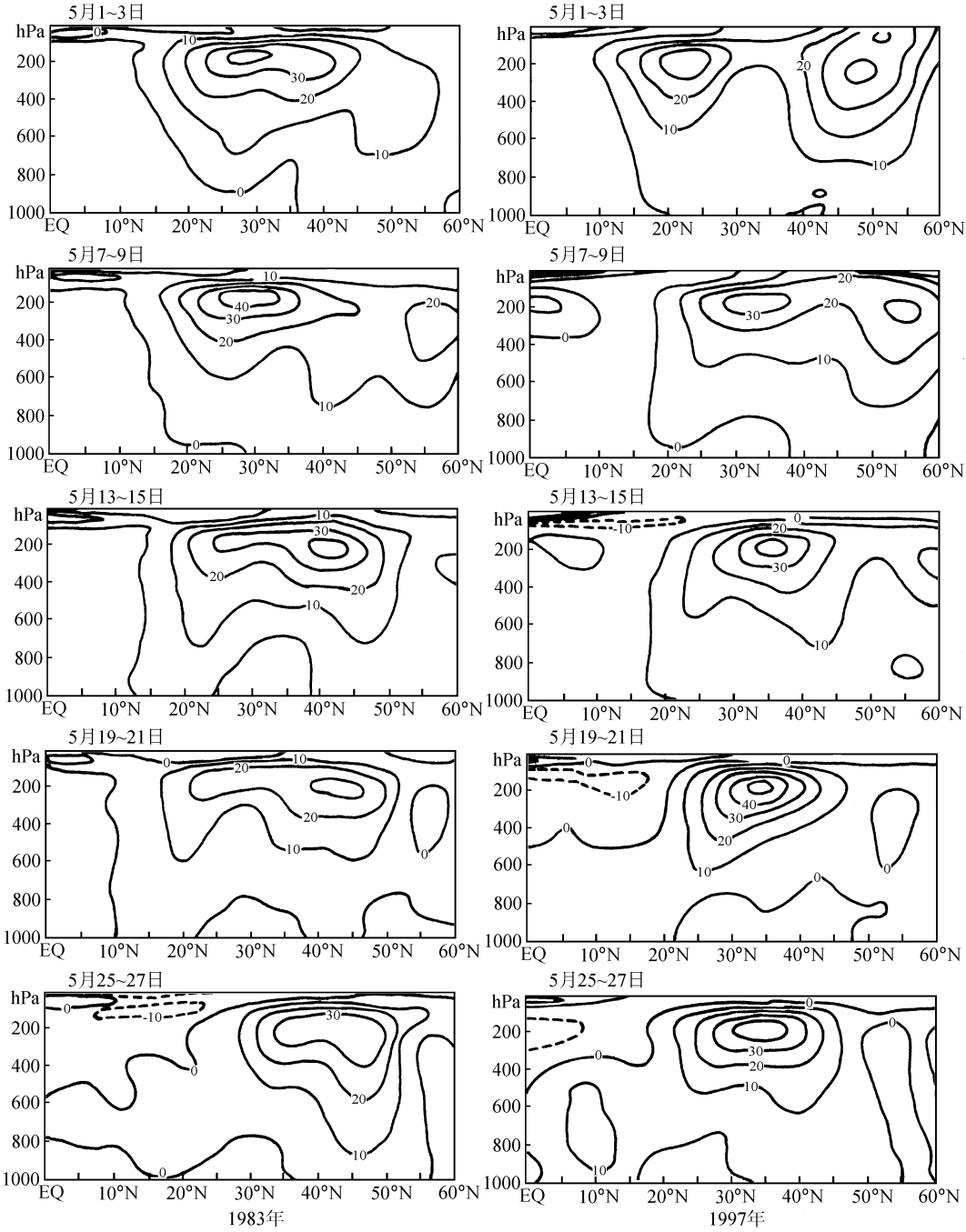

图 2 1983 年和 1997 年东亚地区（105～120°E）3 天平均的纬向风速（单位：m s^{-1}）的高度—纬度剖面图

前。急流位置的北跳多以如下方式进行：首先是西风急流由一个中心（在较低纬度）演变成一南一北两个中心，然后南边的中心减弱消失，变成只有在较北面的一个中心，急流位置也就由南跳到了北。

为了进一步了解在南海夏季风爆发前后（或者说东亚高空西风急流第一次北跳前后）的大气环流形势，在图 3 和图 4 中分别给出了在夏季风爆发前 10 天和后 10 天的

850 hPa 合成风场（1980～1999 年）和 200 hPa 合成高度场（1980～1999 年）的形势对比。这里的合成分析不是以某一相同日期进行，而是以各年南海夏季风爆发日期为起始时间，分别进行平均分析。由图 3 所示的 850 hPa 风场可以看到，在南海夏季风爆发之前，南海地区受由西太平洋西伸的副高脊所控制，盛行南到东风，印度半岛为较强的西北气流所控制，赤道印度洋地区只在 5°N 以南有偏西风出现；200 hPa 位势高度场表明，这时中印半岛上空还没有明显的高压中心，但由高度场形势估计在中印半岛南部存在一个弱高压，南亚地区的东风气流也尚未出现，南海地区上空仍为西风。图 4 与图 3 相比较有十分明显的差异，说明伴随南海夏季风爆发，其大气环流形势发生了很大的变化。南海夏季风爆发后，850 hPa 上副高脊已退出南海地区，南海盛行西南气流，而且西南气流主要来自印度洋的近赤道地区；印度半岛仍为西北气流控制，表明这时印度地区尚未爆发夏季风，但孟加拉湾南部和中印半岛都一致为较强的西到西南风。在 200 hPa 上，南海夏季风爆发之后，高压中心已明显出现在中南半岛的北部上空；一条东风带已经在 10～15°N 纬度出现，虽然东风急流还不十分清楚；高空西风急

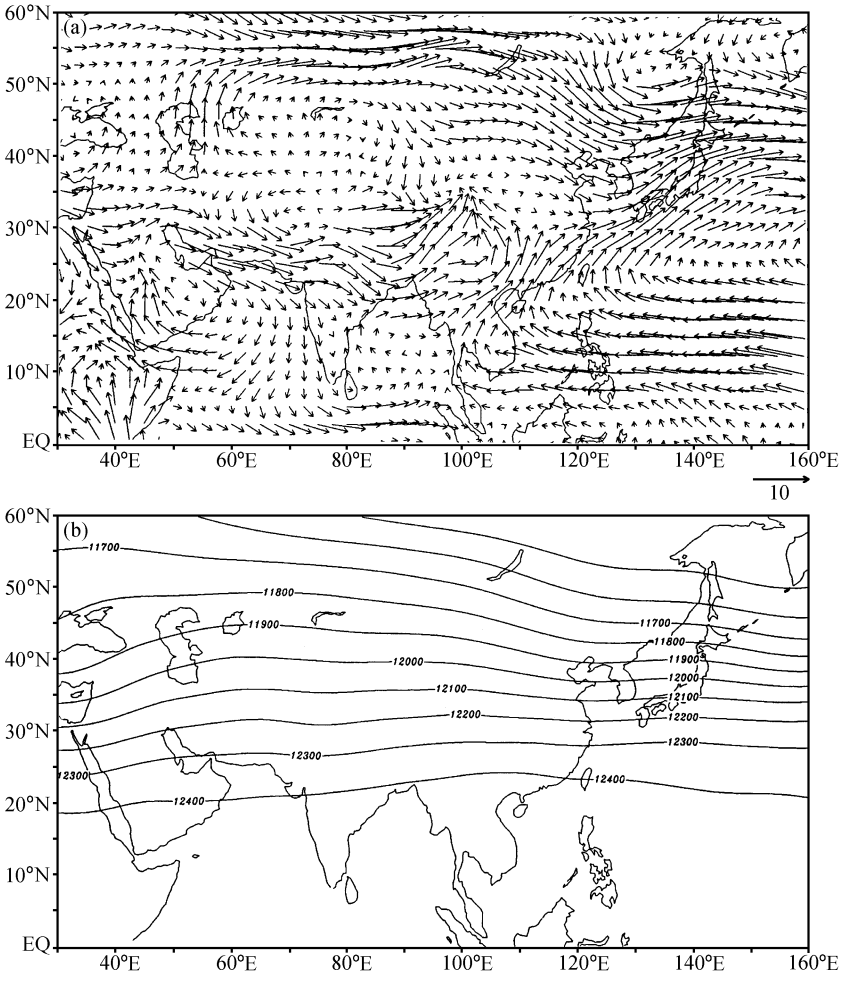

图 3　南海夏季风爆发前第 10 天的 850 hPa 合成风场（a，单位：m s^{-1}）和 200 hPa 合成位势高度场（b，单位：m）

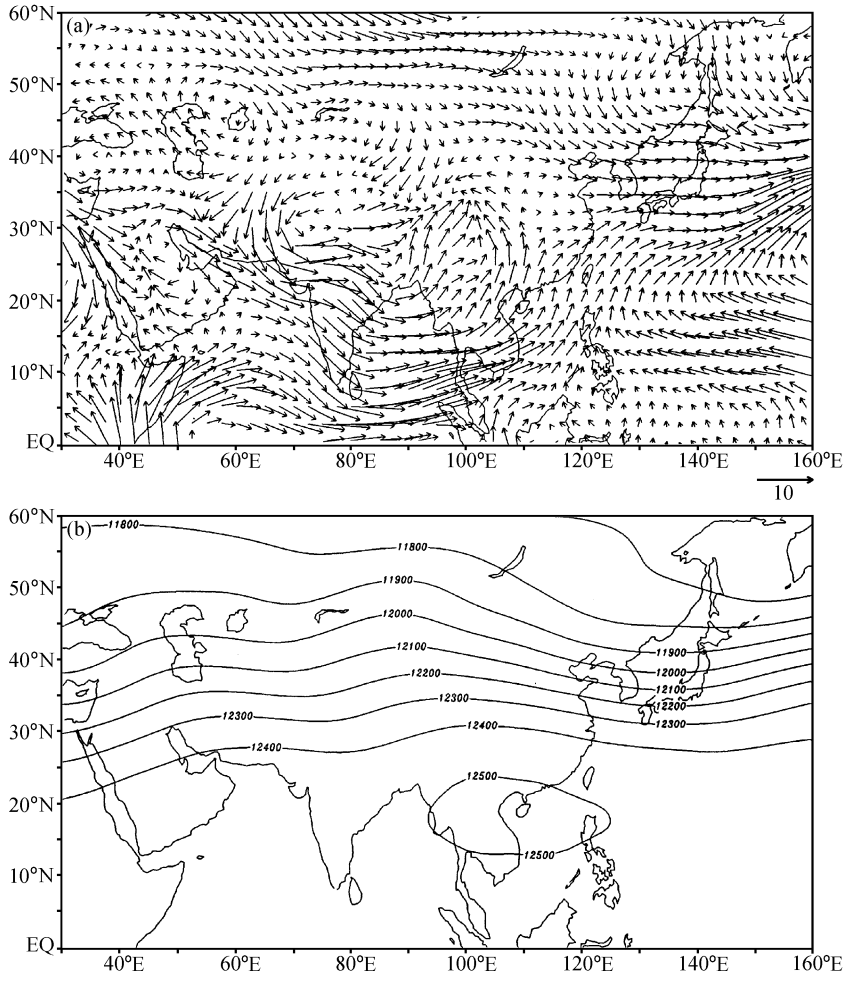

图 4 南海夏季风爆发后第 10 天的 850 hPa 合成风场（a，单位：m s^{-1}）和 200 hPa 合成位势高度场（b，单位：m）

流的位置在图 4b 中明显较图 3b 中偏北约 5 个纬度。

4 江淮流域梅雨与高空西风急流的第二次明显北跳

为了分析江淮梅雨的发生与东亚高空急流的第二次北跳的关系，我们先注意表 2 的结果，其中第 2 列是南亚地区对流层中上层经向温度梯度在 60～80°范围反向的日期；第 3 列是东亚（105～120°E）高空西风急流中心位置第二次北跳的时间，西风急流的这次北跳，急流中心位置将由 30～33°N 跳到 38°N 附近，并且不再退回 35°N 以南；第 4 列是中国江淮梅雨爆发的日期，它是中国气象局国家气候中心经资料分析所给出的结果。由表 2 可以看到，江淮梅雨的发生都在东亚高空急流第二次北跳之后。20 年的平均，东亚高空急流第二次北跳发生在 6 月 7 日，而江淮梅雨开始于 6 月 18 日，较急流第二次北跳晚 10 天左右。一般来讲，西风急流第二次北跳时间较早，江淮梅雨开始日期也早；急流第二次北跳时间较晚，江淮梅雨开始日期也晚。例如，1980、

1984、1988、1991、1994 和 1996 年江淮梅雨开始日期都在 6 月 10 日之前，是早梅雨年，而这几年东亚高空急流第二次北跳时间也早，都在 6 月 6 日之前，平均在 6 月 1 日。当然我们也要指出，这是一种气候平均意义上的结果，或者说大多数情况是这样，由于降雨过程所受到的影响因素比较多，并非东亚高空急流第二次北跳时间早（或晚）的那一年，就必定出现梅雨开始日期也早（或晚）的情况。

表 2　东亚高空西风急流第二次向北突跳和江淮梅雨爆发日期

	dT/dy（2）	J_{200hPa}（2）	梅雨爆发		dT/dy（2）	J_{200hPa}（2）	梅雨爆发
1980	05-31	06-06	06-09	1991	06-02	05-22	06-02
1981	05-24	06-12	06-25	1992	06-08	06-09	06-20
1982	05-27	07-06	07-09	1993	06-03	06-09	06-29
1983	06-13	/	06-19	1994	06-02	06-03	06-07
1984	05-22	06-03	06-07	1995	06-01	06-12	06-12
1985	05-20	06-18	06-22	1996	06-02	05-31	06-02
1986	06-03	06-12	06-20	1997	06-13	06-15	06-23
1987	06-01	06-03	07-01	1998	06-03	06-12	06-24
1988	05-17	06-03	06-10	1999	05-16	05-28	06-23
1989	05-16	06-04	06-14	平均	05-30	06-07	06-18
1990	05-28	06-06	06-19				

在图 5 和图 6 中分别给出了东亚高空急流第二次北跳较早的 1991 年和 1999 年，以及东亚急流第二次北跳较晚的 1982 年和 1998 年的纬向风高度—纬度剖面图，由所给出的剖面图的时间变化情况看出，东亚高空西风急流在大多数年份都存在第二次北跳，即其中心位置由 30～33°N 突跳到 38°N 附近，并不再回到 35°N 以南。例如：1982 年，7 月 3～5 日急流中心平均在 31°N，而 7 月 9～11 日平均位置却在 41°N；1991 年，5 月 16～18 日急流中心位置在 30.5°N，而 6 月 22～24 日急流中心位置却在 46°N；1998 年，6 月 3～5 日急流中心位置在 32°N，而 6 月 12～14 日急流中心位置却在 37°N；1999 年，5 月 22～24 日急流中心位置在 32°N，而 5 月 28～30 日急流中心位置却在 38°N。当然，在少数年份这种高空急流位置的突跳虽然也有，但不是很显著，逐渐北移的特征更为清楚一些。例如 1990 年，虽然由 6 月 3～5 日到 6 月 6～8 日急流中心位置有突跳性，但从较长时期看，逐渐北移更明显。因为 5 月 28 日～6 月 2 日急流中心位置都在 33°N，6 月 3～5 日急流中心分为两个，6 月 6～11 日中心位置在 36°N，6 月 15～17 日急流中心在 37°N，6 月 18～20 日急流中心位置在 38.5°N。

对比分析还发现，梅雨期的长短也与东亚高空急流第二次北跳的形式有一定的关系，如果急流第二次北跳有明显的接连发生现象，则梅雨期偏长；而如果第二次北跳位置比较偏北且稳定，看不到重复北跳或明显北移现象，则梅雨期偏短。我们用较为极端的两种情况来给予说明，其一是梅雨期很长，达 40 天以上，例如 1980 年（梅雨期为 6 月 9 日～7 月 12 日）、1991 年（梅雨期为 6 月 2 日～7 月 13 日）、1996 年（梅雨期为 6 月 2 日～7 月 22 日）和 1998 年（梅雨期为 6 月 24 日～8 月 3 日），高空急流的第二次北跳均接连发生。其二是梅雨期很短，仅 10 天或更短，例如 1981 年（梅雨期为 6 月 7 日～6 月 14 日）、1993 年（梅雨期为 6 月 29 日～7 月 9 日）和 1994 年（梅雨期为 6 月 7 日～6 月 14 日），高空急流第二次北跳都只出现明显的一次过程。

在图 7 和图 8 中分别给出了东亚高空急流第二次北跳之后，但仍处于梅雨期的 20

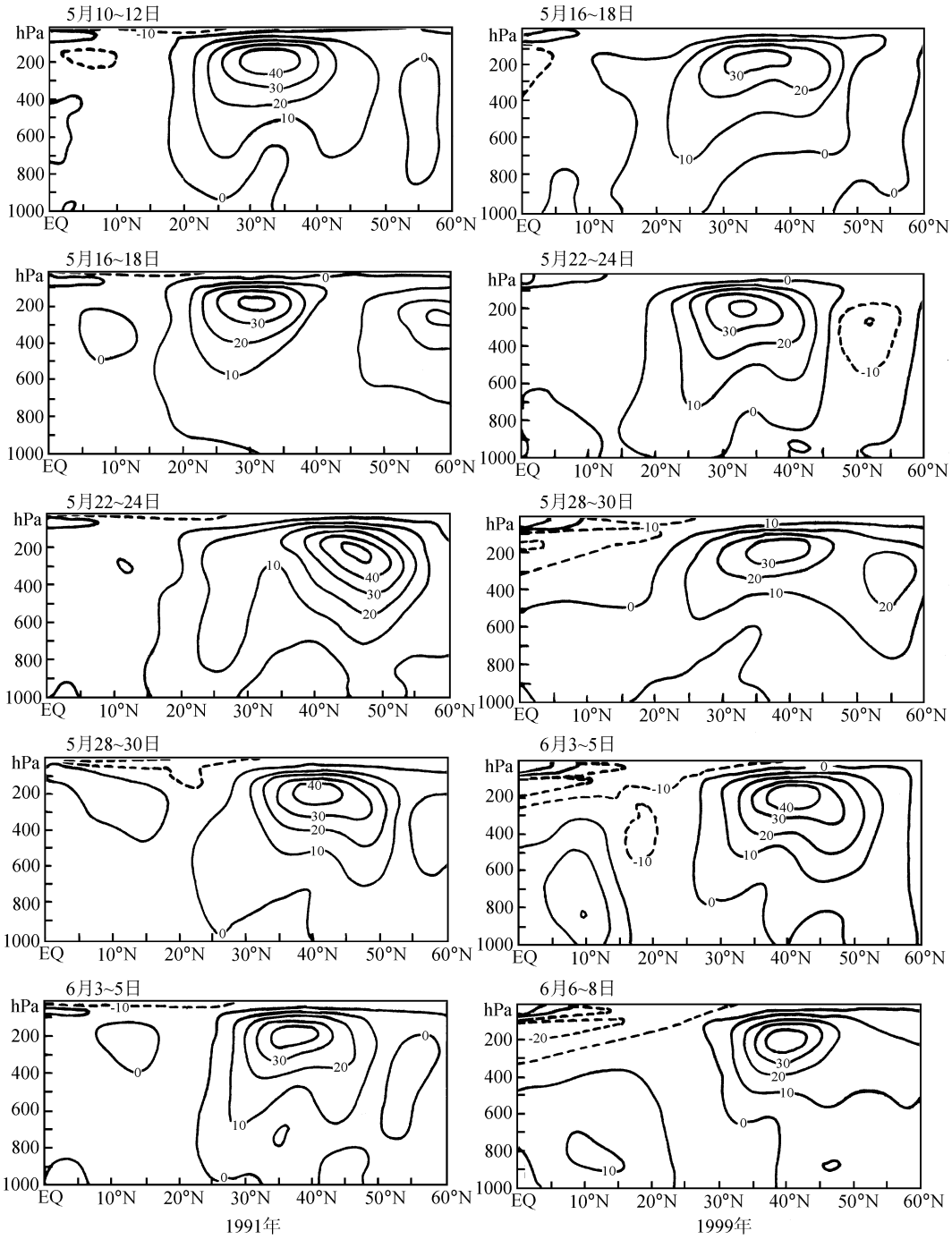

图5 1991年和1999年东亚地区（105～120°E）3天平均的纬向风速（单位：m s^{-1}）的高度—纬度剖面图

年平均的7月1日850 hPa风场和200 hPa高度场形势（其中只有1988年和1994年梅雨已结束）。由图7给出的江淮梅雨期间的850 hPa风场可以看到，这时由阿拉伯海到中印半岛一带均为较强的西风所控制，中国南海盛行西南风，说明南亚和东亚地区已经全面盛行夏季风。特别值得指出的是西太平洋副高脊线已北移到25.5°N附近，在江

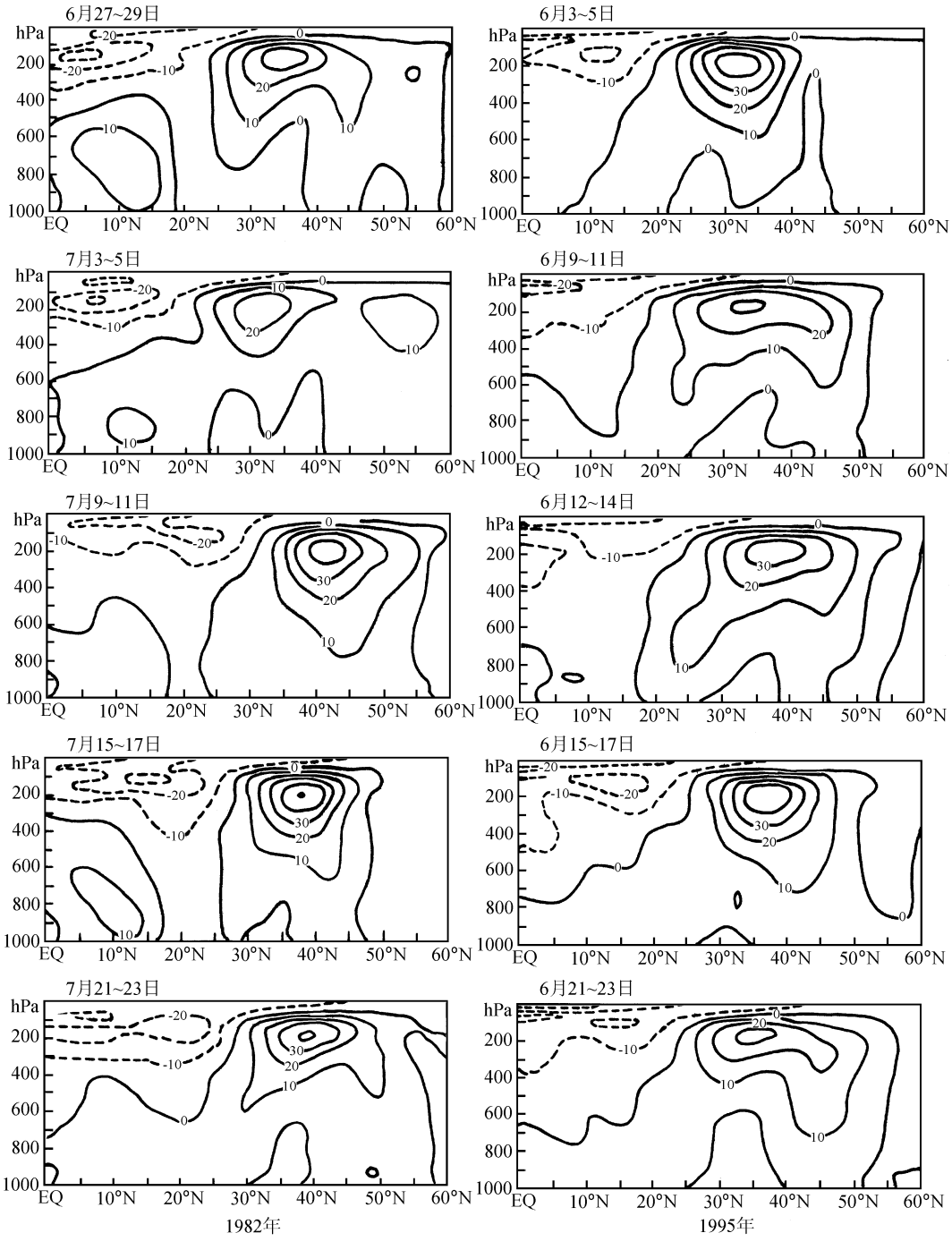

图 6　1982 年和 1995 年东亚地区（105～120°E）3 天平均的纬向风速（单位：m s^{-1}）的高度—纬度剖面图

淮流域以南有相当强的西南风，而在它的北面风速很小，从而在江淮地区形成很强的低层辐合，成为梅雨维持的重要原因。与南海夏季风爆发之后但在梅雨起始之前的情况（图 4a）相比较，最大的差异是在阿拉伯海到印度半岛一带，已由原来的西北气流变成了一致的强西风，这正是印度夏季风爆发后的形势；另一明显变化的地区是中国

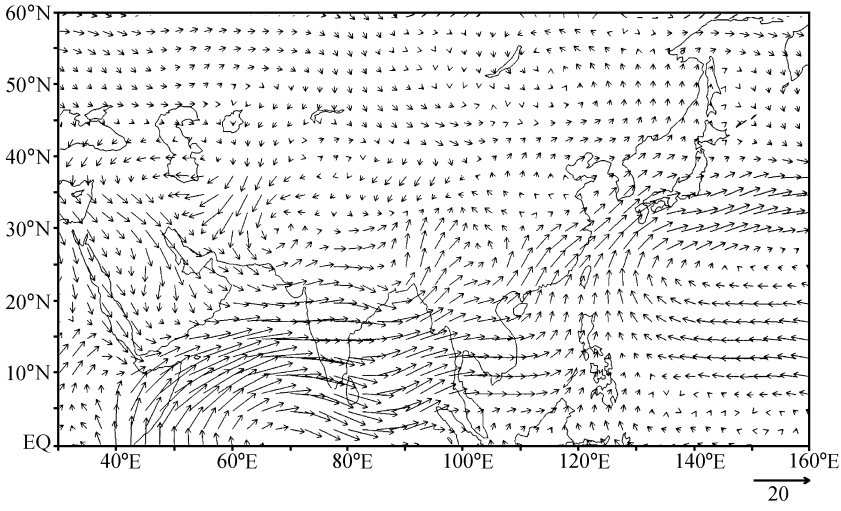

图 7 20 年（1980～1999）平均的 7 月 1 日 850 hPa 风场（单位：m s^{-1}）

江淮流域以南到日本一带，西南风明显地加强了。

图 8 给出了江淮梅雨期间的 200 hPa 位势高度场形势，十分清楚，一个相当强的南亚高压正好位于青藏高原和伊朗上空，中心位置在 27°N 附近；在 15～20°N 纬度带已为较强东风气流所控制，南海地区也主要为东风或东北风。由其等高线的密度可以推断，这时东亚高空西风急流在 37°N 附近。同南海夏季风爆发之后但在梅雨起始前的情况（图 4b）相比较，最大的差异是南亚高压的形成，它是原在中印半岛北部的高压向西北方向推进，最后在青藏高原和伊朗上空形成的强反气旋；另外就是高空西风急流的进一步向北推进和热带东风急流在 15～20°N 附近的建立和加强。

王作台等[10]在过去的研究中通过个例分析曾经指出，在江淮地区夏季的旱年，对应经向温度梯度出现第二阶段反向，东亚高空西风急流的第二次北跳明显；在江淮地区夏季的涝年，虽然有经向温度梯度的第二阶段反向出现，但东亚高空急流的第二次北跳却不明显。在本文所分析的 20 年期间，1980、1983、1991、1993、1996、1998 和

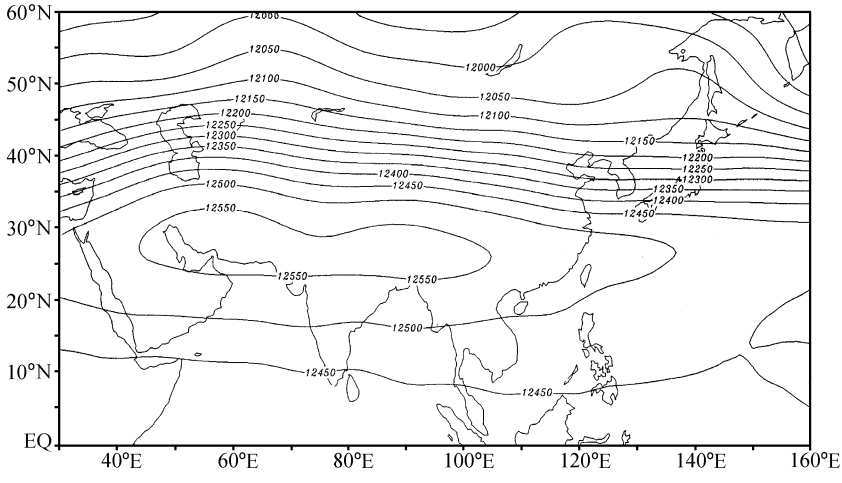

图 8 20 年（1980～1999）平均的 7 月 1 日 200 hPa 位势高度场（单位：m）

1999 共 7 年是江淮流域偏涝年（夏季降水量偏多）；而 1981、1985、1992 和 1997 共 4 年江淮流域偏旱（夏季降水量偏少）。分析对比这些年南亚地区经向温度梯度和东亚高空西风急流的时间演变特征，我们进一步发现，对应江淮流域夏季的偏旱年，不仅东亚高空西风急流有明显第二次北跳，而且这次北跳同南亚地区对流层中上层经向温度梯度反向的发生联系密切，高空急流第二次北跳都在经向温度梯度反向之后。对应江淮流域夏季的偏涝年，有的是东亚西风急流的第二次北跳不明显，因为第一次北跳位置较北，其后稳定在 30～35°N 之间，然后逐渐北推，故第二次的突跳不明显，例如 1980 年、1983 年、1993 年和 1998 年；有的虽然东亚急流的第二次北跳也很明显，但其时间较早，与经向温度梯度的第二阶段反向似乎联系不紧密，甚至在经向温度梯度第二阶段反向前就发生了东亚急流的第二次北跳，如 1991 年、1996 年和 1999 年。因此，东亚高空西风急流的第二次北跳及其形式与江淮流域的夏季旱涝有重要的关系，值得更进一步的深入研究。

5　高空急流位置北跳的原因分析

我们在前言中已经指出，东亚大气环流和气候由冬季型向夏季型的转换，大陆地区，尤其是青藏高原地区的迅速变暖并加热大气是重要的原因。亚洲南部地区对流层中上层（500～200 hPa）平均经向温度梯度的反向被视为这种加热场变化的重要标志，因为冬季高原是冷源，高原南侧的经向温度梯度（dT/dy）是负值；而夏季高原是热源，高原南侧的经向温度梯度是正值。

同时，作者之一在过去的研究[13]中已发现高原南侧对流层中上层的经向温度反向与东亚高空西风急流的两次向北突跳有一定的关系。这里我们将用 20 年 NCEP 资料的分析结果，研究对流层中上层经向温度梯度的反向变化与东亚高空西风急流突跳的关系，探讨东亚高空西风急流北跳的可能原因。

在表 1 第 2 列给出了高原南侧（5～25°N）对流层中上层（500～200 hPa）平均的经向温度梯度在 100～110°E 地区由负变正的反向日期，20 年平均它发生在 5 月 7 日。将其与第 3 列所列东亚高空西风急流位置第一次向北突跳的日期相对照，可以发现只有 1981 年、1985 年和 1993 年的高空急流第一次北跳时间早于经向温度梯度在 100～110°E 地区的反向时间，其余绝大多数年份都是经向温度梯度的反向时间要早于或同时于东亚高空急流的第一次北跳时间。20 年平均的东亚高空急流第一次北跳时间是 5 月 8 日，平均较经向温度梯度反向日期晚 1 天，可视为基本同时发生。对于 1981 年、1985 年和 1993 年高空西风急流第一次北跳早于 100～110°E 地区经向温度梯度反向日期，资料分析表明，南半球副热带西风急流的北推和加强可能起着重要作用。如果将有南半球明显影响的 3 年扣除掉，那么平均来讲东亚高空西风急流的第一次北跳要比经向温度梯度反向的日期晚 2 天。

按照大气运动的地转适应理论，大尺度的风场将迅速向大尺度的气压场（温度场）调整。因此，大尺度温度场（气压场）在亚洲地区的改变（经向温度梯反向是其重要标志），必然导致大尺度风场的改变，东亚高空急流位置的北跳只不过是大尺度风场变化的一种表现形式。因此，在一定意义上可以认为，由东亚大陆加热（中印半岛地区

被最早加热）所引起的南亚地区对流层中上层经向温度梯度的反向，是导致东亚高空西风急流第一次北跳的重要原因之一。

我们在资料分析中还发现，在少部分年里，东亚高空西风急流的第一次北跳明显与南半球副热带高空西风急流的向北推进有关。因为不是每年都有这种情况，因而只

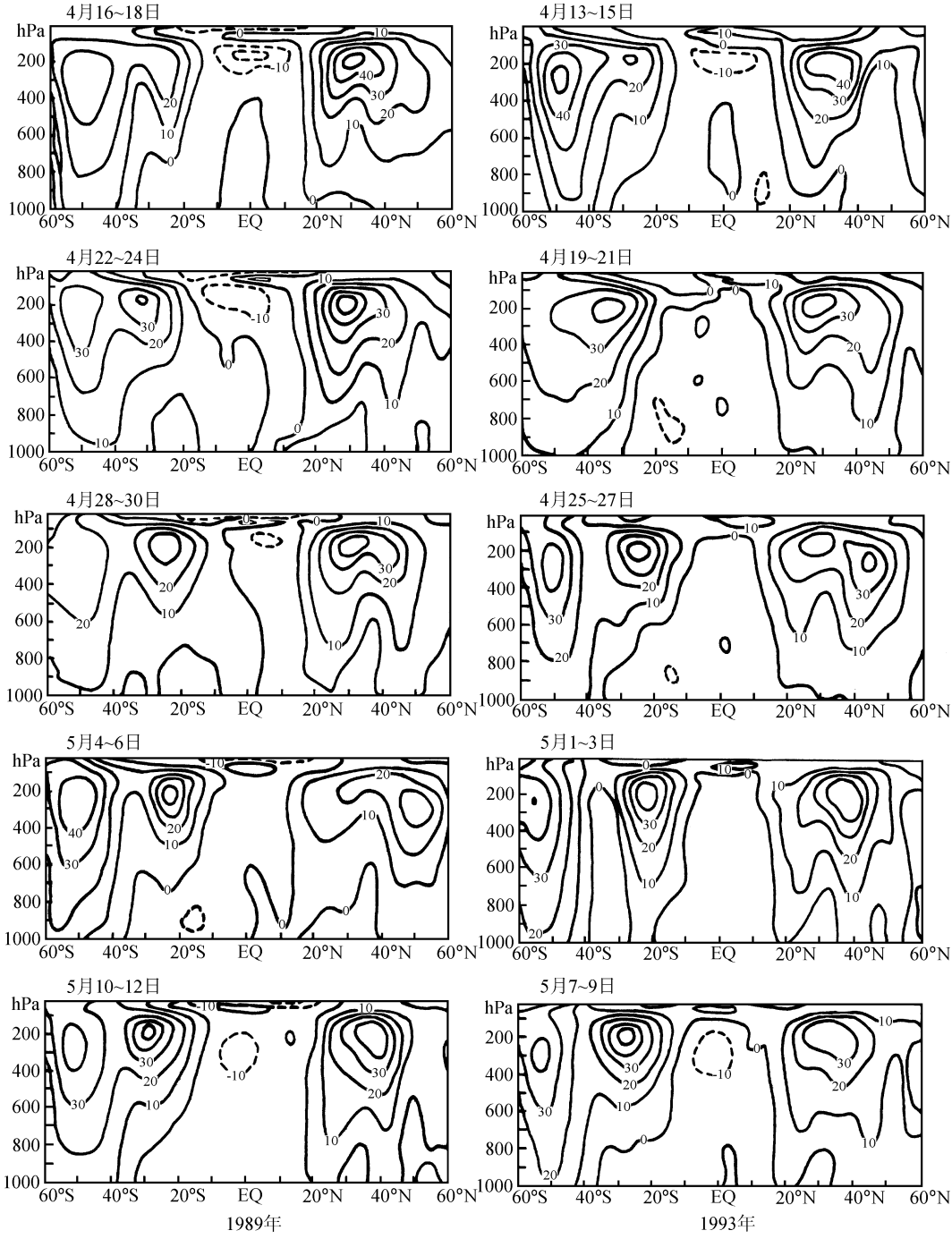

图 9 1989 年和 1993 年 105～120°E 区域平均的纬向风速的高度—纬度（60°S～60°N）剖面

可以认为，在北半球大气环流由冬季向夏季的转变过程中，对应东亚的南半球地区有较强冷空气向热带侵入，推动其高空西风急流向北移动，可以成为北半球东亚高空急流第一次北跳的原因之一。因篇幅关系，这里只以 1989 年和 1993 年为例予以说明（图 9）。可以看到，无论是 1989 年 5 月 4 日东亚急流的第一次北跳，还是 1993 年 5 月 1 日东亚急流的第一次北跳，南半球都有高空西风急流的加强和向北推进（由 30°S 推到 25°S 以北）。也就是说在某些年，正是在南半球副热带高空急流北推加强的后期，东亚高空急流出现第一次北跳。

在图 10 中，分别给出了 1986、1991、1992 和 1994 年对流层中上层（500～200 hPa）经向温度梯度（用 25°N 和 22.5°N 的平均温度与 7.5°N 和 5°N 的平均温度之差表

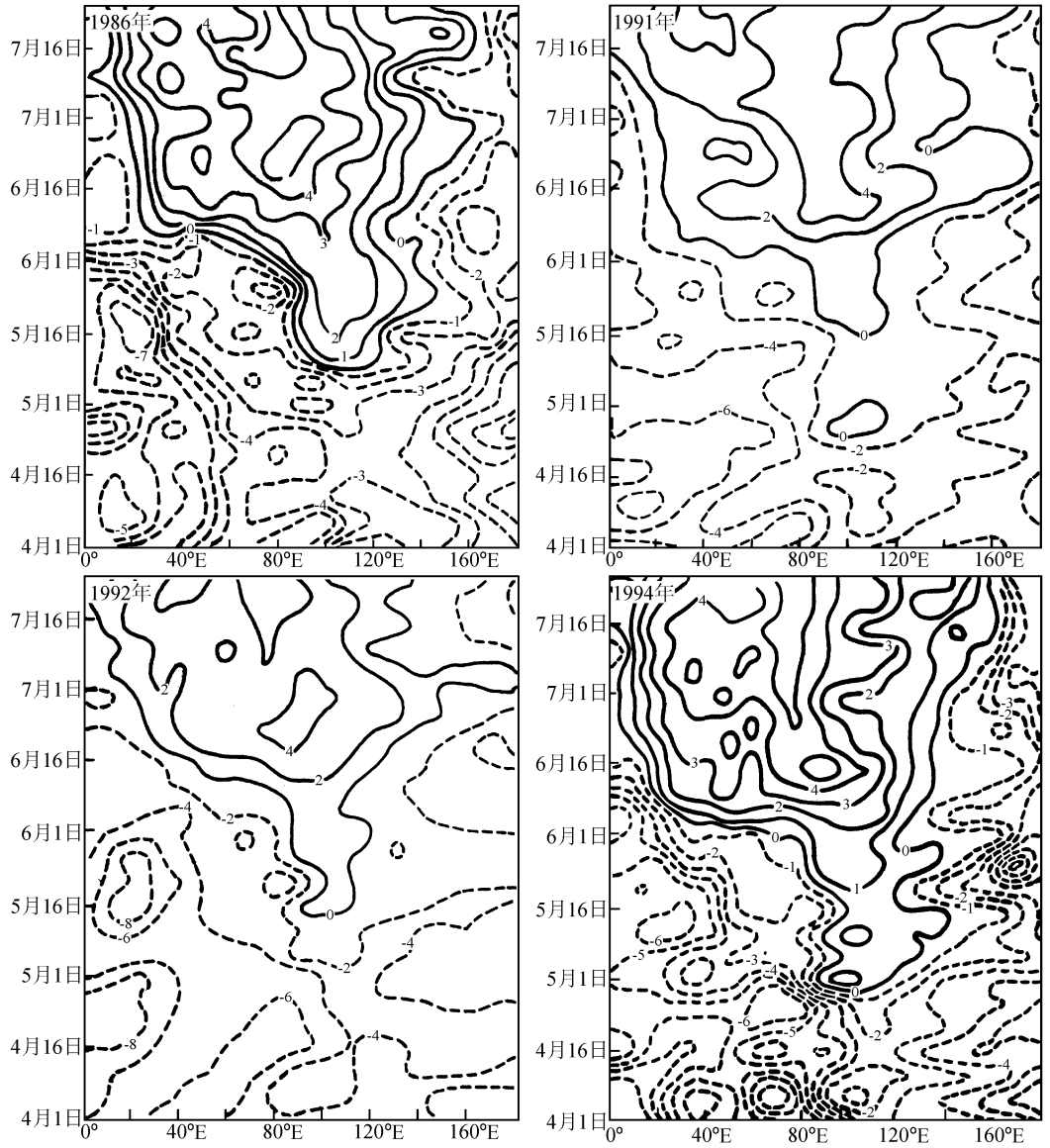

图 10　对流层中上层（500～200 hPa）平均经向温度梯度（用 25°N 和 22.5°N 的平均温度与 7.5°N 和 5°N 的平均温度之差值表示）的时间—经度剖面，等值线数字表示经向温度梯度（dT/dy）

示）的时间—经度剖面。可以看到，在不同的经度位置，其经向温度梯度的反向时间很不一样，在100～110°E地区经向温度梯度反向时间最早，往往发生在南海夏季风爆发之前，图10所示的经向温度梯度的时间演变，还往往出现第二次重大的逆转现象，最典型的地区是60～80°E经度，这次逆转却同东亚高空西风急流的第二次北跳，以及中国江淮梅雨的出现有关。

表2第2列以及第6列给出了对层中上层平均经向温度梯度在60～80°E地区由负变正的逆转日期，20年平均是发生在5月30日，它平均超前东亚高空急流第二次北跳的平均日期（6月7日）约8天，而且无一例外，经向温度梯度的第二阶段反向都发生在东亚高空急流第二次北跳之前。可以认为，在第一阶段经向温度梯度反向和东亚高空西风急流北跳之后，青藏高原被进一步全面加热，从而导致经向温度梯度在更广阔的范围里反向，尤其是在60～80°E地区，这就是温度梯度的第二阶段反向事件。热力场或者说气压场的这种改变，也就必然引起大气风场的调整，使得东亚高空急流出现第二次北跳。

总之，从上面的分析讨论可以认为，由于大陆地区，尤其是青藏高原的加热所导致的对流层中上层经向温度梯度的两阶段明显反向，是东亚高空西风急流两次向北突跳的重要原因；而南半球副热带西风急流在对应东亚地区的加强和向北推进，有时也对东亚西风急流的第一次北跳起重要作用，尤其是对东亚高空急流第一次北跳在较早的时间发生。

6 结论

通过本文的资料分析研究，对东亚夏季风活动的两次重要事件，南海夏季风的爆发和江淮流域梅雨的起始与东亚高空西风急流位置北跳之间的关系有了更深入的了解，也对东亚大气环流的季节转换特征有了新的认识。

（1）过去有关冬季环流向夏季环流的转换，强调指出了6月中旬出现的突变现象，尤其是高空西风急流位置的向北突跳。本文的研究用较长时间资料的系统分析进一步确定了在由冬至夏的大气环流转换过程中，东亚高空西风急流的位置一般会发生两次北跳，第一次北跳平均发生在5月8日左右，急流中心位置由25～28°N北跳到30°N以北，并且基本上不再回到30°N以南；第二次北跳平均发生在6月7日左右，其急流中心位置由30～33°N北跳到35°N以北，并且一般不再回到35°N以南。高空急流位置是大气环流形势的重要表征之一，急流的两次北跳在一定意义上说明东亚大气环流由冬到夏的转换是通过大气环流的两次大调整（突变）来完成的。

（2）东亚高空西风急流位置的两次北跳分别发生在南海夏季风爆发和江淮流域梅雨起始之前，因此可以认为东亚高空西风急流位置的第一次北跳与南海夏季风爆发有关；急流位置的第二次北跳与江淮梅雨的起始有关。高空西风急流位置的北跳，实际上反映了中高纬度西风系统的迅速减弱北退，当然有利于代表热带大气环流系统的夏季风的向北推进，而南海夏季风的爆发（平均在5月15日左右）正是亚洲夏季风建立的重要标志，江淮梅雨开始（印度夏季风亦爆发）正是东亚夏季风推进到长江流域的明证（平均在6月18日左右）。东亚夏季风可视为是区域性大气环流系统，它的重要变化（活动）发生在东亚高空急流北跳之后，而不是之前，一定意义上可以认为东亚

高空急流位置所反映的更大尺度环流形势的改变为东亚夏季风的活动提供了条件。大尺度环流条件的突变，也就必然引起东亚夏季风活动的重大变化。

（3）南亚地区对流层中上层（500～200 hPa）经向温度梯度（dT/dy）的反向（逆转）已被认为是描写亚洲夏季风活动的重要工具。因为在冬季，大陆地区温度较低，南面海洋上空大气温度较高，经向温度梯度一般为负值；春季因吸收太阳辐射能，陆面加热较快，其上空的大气被迅速加热，加之对流活动所释放的潜热，将使得南亚地区上空经向温度梯度逆转而为正值。本文的资料分析表明这里有两阶段系统性经向温度梯度的反向发生，第一阶段温度梯度反向发生在 100～110°E，平均时间是 5 月 7 日左右，它主要反映了中印半岛北部上空大气的迅速加热。第二阶段温度梯度反向主要发生在 60～80°E 地区，平均时间是 5 月 30 日左右，它主要反映了青藏高原上空大气的迅速加热。上述两阶段经向温度梯度的反向一般都发生在东亚高空西风急流位置的两次北跳之前，可视其为东亚西风急流位置北跳的重要原因之一。这是因为，对于大范围的气压场（温度场）的改变，流场（风场）将迅速向气压场调整。也就是说，通过地转适应过程，南亚地区对流层中上层经向温度梯度的反向将是东亚高空西风急流北跳的重要原因之一。

（4）本文的分析还发现，在某些年里东亚高空西风急流的第一次北跳还与南半球相应地区副热带高空西风急流位置的北推和加强有关，尤其是对东亚高空急流第一次北跳在较早时间的发生有重要作用。这反映了南半球相应地区中高纬度系统的向赤道强烈发展，推动南半球副热带高空西风急流北移和加强，同时通过半球间相互作用，也成为东亚急流位置第一次北跳的一个原因。

参　考　文　献

1　Tao, S., and L. Chen, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, Eds., C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Oxford University Press, 1987, 60～92.

2　Ye, D., S. Tao, and M. Li, The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October, *The Atmosphere and the Sea in Motion*, the Rockefeller Institute Press and Oxford University Press, 1959, 249～267.

3　朱抱真、丁一汇、罗会邦，关于东亚大气环流和季风的研究，气象学报，1990，**48**，4～16.

4　Lau, K. M., and M. Li, The monsoon of East Asian and its global associations—A survey, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1984, **65**, 114～125.

5　He, H., W. Mcginnis, Z. Song et al., Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 1966～1994.

6　Lau, K. M., East Asion summer monsoon rainfall rariabitliy and climate teleconnection, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**, 211～242.

7　陶诗言、赵煜桂、陈晓敏，东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系，气象学报，1958，**29**，119～134.

8　陈泰然，台湾干湿梅雨期之平均环流特征，大气科学（台），1987，**15**，17～30.

9　Chen, G. T., and B. J. D. Jou, International variations of the relevant large-scale circulations during the Taiwan Mei-Yu seasons, *Papers. Meteor. Res.*, 1988, **11**, 119～471.

10　王作台、黄志铭、胡志文，干湿梅雨季东亚环流特性之研究，大气科学（台），1992，**20**，267～294.

11　蔡清彦、柯文雄、朱仲谋，高层喷流于台湾地区梅雨期间之变化研究，大气科学（台），1991，**19**，89～129.

12　潘琦、王作台，东亚夏季风年际变化：江淮及台湾地区观点之探讨，大气科学（台），1996，**24**，89～122.

13　陈孟诗、王作台，东亚夏季风肇始期间大尺度系统转化特征之诊断分析，大气科学（台），1998，**26**，109～131.

14　Li Chongyin, and Wu Jingbo, On the onset of the South China Sea summer monsoon in 1998, *Adv. Atmos.*

Sci.，2000，**17**，193～204.
15 Yanai，M.，C. Li，and Z. Song，Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolutions of the Asian summer monsoon，*J. Meteor. Soc. Japan*，1992，**70**，319～351.
16 何金海、朱乾根、M. Murakami，TBB资料揭示的亚澳季风区季节转换特征，热带气象学报，1996，**12**，34～42.
17 董 敏、余建锐、高守亭，东亚西风急流变化与热带对流加热关系的研究，大气科学，1999，**23**，62～70.
18 Webster，P. J.，and S. Yang，Monsoon and ENSO：selectively interaction system，*Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*，1992，**118**，877～926.
19 李崇银、张利平，南海夏季风活动及其影响，1999，**23**（3），257～266.
20 Liu，X.，X. An，Q. Ye et al.，The climate characteristics of summer monsoon onset over South China Sea，*J. Trop. Meteor.*，1998，**14**，28～37.
21 李崇银、屈昕，伴随南海夏季风爆发的大尺度大气环境演变，2000，**24**（1），1～14.
22 高 辉、何金海、徐海明，关于确定南海夏季风建立日期的讨论，南海夏季风建立日期的确定与季风指数，北京：气象出版社，2001，1～41.

The Relationship between East Asian Summer Monsoon Activity and Northward Jump of the Upper Westerly Jet Location

Li Chongyin[1)]，Wang Jough-Tai[2)]，Lin Shi-Zhei[2)]，and Cho Hun-Ru[2)]

1)（*State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics，Institute of Atmospheric Physics，Chinese Academy of Sciences，Beijing* 100029）
2)（*Institute of Atmospheric Physics，Taiwan Central University，Chungli* 32054）

Abstract It is studied by using NCEP/NCAR reanalysis data (1980－1999) that the relationship between the northward jumps of the upper westerly jet location and two important events of the East Asian summer monsoon activity the onset of summer monsoon over the South China Sea (SCS) and the beginning of the Meiyu rainfall in the Changjiang River and the Huaihe River basins. The systematic analyses show that the upper westerly jet has northward jump phenomenon for two times during the transforming process from winter to summer and they are closely related to summer monsoon activities. The northward jump of the upper westerly jet in East Asia for the first time (jet location from 25－28°N to the north of 30°N) occurred about on 8 May on average, it is about 7 days earlier than the onset date of the SCS summer monsoon (mean date is 15 May). The northward jump of upper westerly jet in East Asia for the second time (jet location from 32°N to the north of 35°N) occurred about on 7 June on average, it is about 10 days earlier than the beginning date of the Meiyu rainfall in the Changjiang River and the Huaihe River basins and can be the forewarning of Meiyu rainfall beginning. This two-time northward jumps of the upper westerly jet location in East Asia are related to two-time reverses of meridional temperature gradient in the upper-middle troposphere (500－200 hPa). During the seasonal transforming the continent was heated quickly, so that the meridional temperature gradient in the upper-middle troposphere will be reversed in 5－25°N in South Asia. Then through the geostrophic adjustment, the flow field adjusts to the pressure field (temperature field) and it will lead to the northward jumps of the upper westerly jet location. The analyses also show that sometimes the enhancement and northward moving of the upper westerly jet in the southern hemispheric subtropics can also influence the first northward jumps of the upper westerly jet location in East Asia.

Key words: East Asian summer monsoon activity; upper westerly jet; northward jump